

Les formes fluviales d'une rivière en gorge, le Chassezac (Cévennes, France)

Fluvial landforms in the Chassezac River gorge (Cévennes, France)

Nicolas Jacob*, Frédéric Gob**, Jean-Paul Bravard*, François Petit**

Résumé

La dynamique fluviale des vallées en gorge du rebord cévenol du Massif central est encore mal connue. L'étude des formations alluviales périglaciaires et actuelles dans le bassin du Chassezac (Cévennes) permet de retracer l'évolution des talwegs depuis la dernière période froide. On peut ainsi montrer qu'on est passé d'un lit würmien remblayé et caractérisé par des écoulements très compétents et une dynamique de tressage à un fond de gorge où alternent des secteurs rocheux et des bancs caillouteux qui traduisent un déficit sédimentaire. La répartition longitudinale de ces formes alluviales, inféodée à celle des vestiges périglaciaires comme leur composition granulométrique très grossière, pose le problème de la mobilité de la charge de fond actuelle. L'étude lichénométrique des unités alluviales permet de déterminer la relation liant la taille des particules aux puissances spécifiques nécessaires à leur mise en mouvement. On peut alors prolonger la courbe enveloppe de la mobilité pour des blocs dont le diamètre est compris entre 100 cm et 230 cm, valeurs absentes de la littérature jusqu'ici, et montrer en même temps que seuls les débits exceptionnels (supérieurs à 2 500 m³/s) sont morphogènes à l'Holocène.

Mots clefs : gorge, incision, nappe périglaciaire, lit rocheux, lit caillouteux, lichénométrie, puissance spécifique.

Abstract

The fluvial dynamics of the gorge valleys of the Cévennes, in the southeastern part of the French Massif central, are not well known. The study of the Pleistocene and present-day alluvial forms in the Chassezac watershed have allowed us to reconstruct the evolution of thalwegs since the last Pleistocene cold period. Field observations suggest that the Würmian thalweg was filled with alluvium and characterised by flow conditions of high competence with braided channels. The Holocene channel consists of a combination of bedrock reaches and boulder bars. The spatial distribution of these bars, controlled by the location of inherited periglacial alluvium, and their very coarse grain size, suggest that the mobility of the bedload is now limited. A lichenometric study of bedload has allowed us to determine the relationship between grain size and stream power, in the range of diameters from 1 to 2.3 m. The results reveal that only exceptional discharges (i.e. 2.500 m³.s⁻¹ and more) are effective for removing the coarse bedload and for shaping the alluvial features during the Holocene.

Key words: gorges, incision, periglacial alluvium, bedrock, gravel-bed rivers, lichenometry, unit stream power.

Abridged English Version

Until recently, few studies have dealt with the fluvial dynamics of rivers in Hercynian plateaus and steepland regions such as the Cévennes, in southeastern France. In these valleys, the fluvial processes that shape gorges are not well known. The purpose of this paper is to describe the Quaternary dynamics of torrential and fluvial features along the 18 km-long gorge of the Chassezac River, a tributary of the Ardèche River (fig. 1 and fig. 2).

Field observations made in Würmian terraced alluvium indicate the conditions of fluvial dynamics of the most recent periglacial environment. The thalweg was filled with an alluvial sheet 5 to 9 metres thick. Despite the very large size of boulders, sedimentary features provide evidence that flow conditions were competent enough for removing bed material (fig. 3 and fig 4A). The gorge thalweg was characterised by braided bedforms. However, under present conditions, 'old' alluvium deposits are rare in the Chassezac gorge and do not therefore supply much material to the current sedi-

* Université Lumière, Lyon 2 et UMR 5600, 5 avenue Pierre Mendès-France, 69676 Bron cedex. E.mail : nc_jacob@yahoo.com

** Université de Liège, Géomorphologie fluviale et hydrographie, Allée du 6 août, Sart Tilman, 4000 Liège, Belgique. E-mail : Francois.Petit@ulg.ac.be

ment load. By contrast to their abundance under past periglacial climates, slope processes are now inactive, so that the channel drains inherited material only, which is reworked by lateral erosion. The thalweg therefore displays a combination of bedrock reaches incised by inner channels and boulder bars (fig. 5, fig. 4B and 4C). The spatial distribution of sedimentary units such as bars and riffles is closely linked to the location of periglacial alluvium inherited from the last cold period. These characteristics and the very coarse grain-size composition of the bars lead us to suggest that little sediment transport has occurred during the Holocene.

In order to describe alluvial dynamics during Holocene times in the Chassezac gorges, we have analysed the conditions of bedload removal using sedimentological and lichenometric methods. Sedimentological data show that hydraulic sorting explains the decrease in particle size downstream (fig. 6). This conclusion is consistent with our morphological observations, and with the hypothesis that bedload is being remobilised. Lichenometric measurements provide evidence of boulder dislodgement and allow this to be dated (Jacob et al., 2002). A relationship between the boulder size (b axis in mm) and the stream power ($W \cdot m^{-2}$) of the flood discharge capable of dislodging it can be established. Such measurements allow us to draw an envelope curve of removal, which includes boulders from 1 to 2.3 m in diameter (fig. 7). This relationship is similar to the one that was determined for a comparable grain-size range in a Corsican stream (Gob et al., 2003). In addition, this suggests that only exceptional discharges (i.e. $2.500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ and more) are effective in removing coarse bedload and shaping boulder bars under present conditions. The lichenometric dating of boulder bars indicates that the upper part of these features were reworked during the floods of the end of the 19th century but that the channel has been entrenching since the 1950s (fig. 4D and 4E, fig. 8). Consequently, only the less coarse part of the bedload is still remobilised at the top of the bars. The conclusion discusses the role played by the Little Ice Age on the alluvial features of the Chassezac River.

Introduction

Les dynamiques holocènes et contemporaines propres aux organismes fluviaux et torrentiels de vallées encaissées dans des moyennes montagnes restent peu étudiées à ce jour en France. Depuis une dizaine d'années, cependant, on remarque un regain général d'intérêt pour les vallées en gorge après des études déjà classiques dans lesquelles J. Alexandre (1956) et W.L. Graf (1979, 1980) avaient surtout mis l'accent sur les effets de la structure et des héritages sur la distribution longitudinale des formes fluviales. Pour sa part, J. Tricart (1958) avait montré le rôle de la géologie des bassins versants dans la composition des spectres pétrographiques et celui des processus de tri, tout en soulignant les phénomènes de reprise contemporaine aux dépens de nappes périglaciaires lors des fortes crues. Les études récentes portent sur la vitesse d'incision des gorges ou le façonnement des lits rocheux (Lageat et Goër de Herve, 1991 ; Wohl,

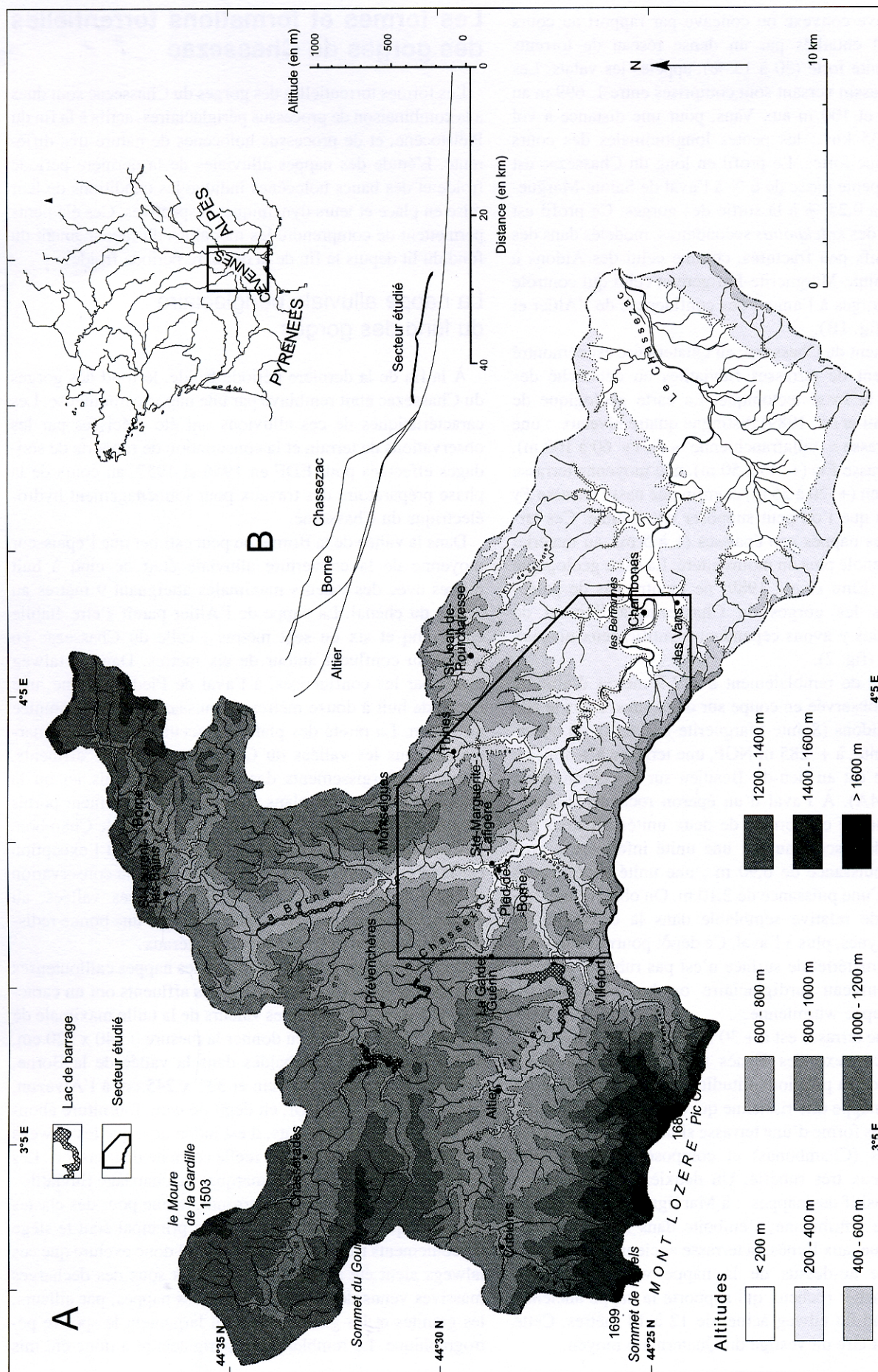
1992a et b ; Weissel et Seidl, 1997). La mobilisation de la charge caillouteuse grossière est une question présente dans de nombreux travaux (Costa, 1983 ; Petit et al., 2000 ; Houbrechts et Petit, 2003) mais la réflexion sur l'évolution des formes alluviales a été peu à peu occultée par l'intérêt croissant porté aux reconstructions paléohydrologiques et à l'hydraulique des crues dans les canyons, plus que dans les gorges façonnées dans les socles (Ely et Baker, 1985 ; Baker, 1987).

De ce point de vue, malgré le caractère remarquable de sa pluviométrie, du débit des crues et du fonctionnement de ses rivières torrentielles, la bordure cévenole reste un domaine géographique méconnu. Cet article a pour objectif de présenter les formes et les processus de la dynamique fluviale d'un tronçon de gorges cévenoles depuis la fin du Tardiglaciaire et au cours de l'Holocène. Nous avons retenu un tronçon de gorges de dix-huit kilomètres de longueur situé entre Sainte-Marguerite-Lafigère et les Vans dans le bassin du Chassezac, principal affluent de l'Ardèche, elle-même affluent de rive droite du Rhône. À l'opposé de la grande majorité des gorges étudiées dans le domaine tropical, une particularité des bassins cévenols est leur localisation dans une région qui a été soumise à une succession de climats périglaciaires et interglaciaires au cours du Quaternaire. La variabilité du comportement hydrosédimentaire induite par ces variations climatiques est à l'origine d'une évolution complexe, car l'incision du substratum rocheux s'est accompagnée de processus discontinus de stockage et d'évacuation des produits de l'érosion continentale. Dans cet article, l'accent a donc été mis sur l'évolution holocène des héritages périglaciaires et sur l'étude des conditions de transport des particules du lit torrentiel.

La bordure cévenole et les gorges du Chassezac

Le bassin versant du Chassezac présente les traits communs à l'ensemble des bassins adossés à la bordure orientale du Massif central. La profonde dissection de l'escarpement cévenol a façonné les serres étroites et les amples vallées dégagées dans les schistes, en laissant subsister les lambeaux de plateaux, appelés localement chams, dans le massif granitique du haut bassin du Chassezac et de ses affluents, la Borne et l'Altier (fig. 1A). Selon E. Defive (1998), qui a étudié la Loire voisine, une phase de creusement en berceau du réseau hydrographique d'une ampleur de 300 m prend place à partir de la période mio-pliocène ; la dynamique d'incision en gorge n'apparaît qu'à la charnière plio-pléistocène (vers 2,5-2 Ma).

Comme l'avait montré H. Baulig (1928), la poursuite du soulèvement au Quaternaire a accentué l'entaille d'une gorge aujourd'hui profonde de 500 à 600 m, au profil transversal en V, dans laquelle le Chassezac dessine des méandres encaissés dans les granites, les schistes et la couverture sédimentaire. Les versants façonnés en contrebas des chams présentent des replats, témoins d'anciennes étapes de l'incision, qui sont inclinés de 70 à 50 % selon leur



position en rive convexe ou concave par rapport au cours d'eau et sont entaillés par un dense réseau de torrents affluents à pente forte (30 à 15 %), appelés les valats. Les altitudes du bassin versant sont comprises entre 1 699 m au Mont Lozère et 100 m aux Vans, pour une distance à vol d'oiseau de 35 km ; les pentes longitudinales des cours d'eau sont donc fortes. Le profil en long du Chassezac est concave : la pente passe de 6 % à l'aval de Sainte-Marguerite-Lafigère à 0,25 % à la sortie des gorges. Ce profil est accidenté par des *knickpoints* secondaires, modelés dans des granites massifs peu fracturés, comme celui des Aidons à l'amont de Sainte-Marguerite-Lafigère et celui qui contrôle l'entrée des gorges à l'amont des confluences de l'Altier et de la Borne (fig. 1B).

L'enfoncement du Chassezac au Quaternaire est démontré par l'étagement de terrasses fluviales au débouché des gorges, dans le fossé tectonique. La carte géologique de Bessèges (Elmi *et al.*, 1989) distingue quatre niveaux : une très haute terrasse « villafranchienne » *Fv* (+ 60 à 100 m), une haute terrasse *Fw* (+ 40 à 50 m), une moyenne terrasse *Fx* d'âge rissien (+ 20 à 35 m) et enfin une basse terrasse *Fy* (+ 5 à 15 m) que l'on peut supposer würmienne. Ces terrasses sont des nappes peu épaisses (1 à 5 m), au matériel d'origine cévenole plus ou moins altéré. La carte géologique au 1/50 000 (Elmi *et al.*, 1989) ne montre pas de paléoniveaux dans les gorges du Chassezac à l'amont de Gravières. Nous y avons cependant identifié deux niveaux bien marqués (fig. 2).

Une terrasse de remblaiement à + 7-9 mètres d'altitude relative a été observée en coupe sur deux sites. Dans le site amont, aux Aidons (Sainte-Marguerite-Lafigère), on observe en rive droite, à + 285 m NGF, une terrasse à + 8 m. Le deuxième site est au lieu-dit Beaujeu sur la commune de Malarce (fig.4A). À l'aval d'un éperon rocheux la protégeant, cette nappe est formée de deux unités séparées par une surface de discontinuité : une unité inférieure à gros blocs d'une puissance de 6,90 m ; une unité supérieure à petits blocs, d'une puissance de 2,10 m. On observe une terrasse d'altitude relative semblable dans la convexité du hameau des Eynès, plus à l'aval. Ce dépôt pourrait être würmien mais le matériel de surface n'est pas rubéfié : il peut s'agir d'un niveau tardiglaciaire ou holocène ancien, retaillant la nappe würmienne.

La deuxième terrasse est à + 30 m d'altitude relative dans le méandre convexe des Eynès (215 m NGF environ). Compte tenu de sa position altitudinale, il est difficile de la rattacher à la nappe dite rissienne qui est présente à la sortie des gorges sous forme d'une terrasse située à + 17 m au lieu-dit Marvignes (Chambonas) et composée d'un matériel caillouto-sableux très rubéfié. Un deuxième argument est celui du dispositif des nappes : à Marvignes, la plus récente, sans doute würmienne, s'emboîte dans la terrasse rissienne alors que, aux Eynès, la terrasse ancienne est très nettement étagée au-dessus de la nappe würmienne. Aux Eynès, le plancher rocheux qui supporte la nappe ancienne domine le fond du talweg actuel de 12 à 14 mètres. Cette nappe pourrait être un vestige du Quaternaire moyen.

Les formes et formations torrentielles des gorges du Chassezac

Les formes torrentielles des gorges du Chassezac sont dues à la combinaison de processus périglaciaires, actifs à la fin du Pléistocène, et de processus holocènes de nature très différente. L'étude des nappes alluviales de la dernière période froide et des bancs holocènes indique les conditions de leur mise en place et leurs dynamiques respectives. Ces éléments permettent de comprendre les modalités du façonnement du fond du lit depuis la fin de la dernière période froide.

La nappe alluviale périglaciaire du fond des gorges

À la fin de la dernière période froide, le fond des gorges du Chassezac était remblayé par une nappe caillouteuse. Les caractéristiques de ces alluvions ont été précisées par les observations de terrain et la consultation de rapports de sondages effectués pour EDF en 1956 et 1957, au cours de la phase préparatoire des travaux pour l'aménagement hydro-électrique du Chassezac.

Dans la vallée de la Borne, on peut estimer que l'épaisseur moyenne de la couverture alluviale était de cinq à huit mètres avec des valeurs maximales atteignant 9 mètres au centre du chenal. La nappe de l'Altier paraît s'être établie entre cinq et six ou sept mètres ; celle du Chassezac en amont du confluent autour de six mètres. Dans le talweg élargi par les confluences, à l'aval de Pied-de-Borne, une nappe de huit à douze mètres de puissance s'est accumulée au Würm. La rareté des plaines d'accumulation est remarquable dans les vallées du Chassezac et de ses affluents. Quelques élargissements des gorges ont permis ici ou là l'édification de petits plans alluviaux ultérieurement portés en position de terrasse : Charraix, la Chavade, le Chambon, le Chambonnet, Beaujeu. Mais ces formes sont l'exception car la largeur des talwegs ne se prêtait pas à la conservation de gros volumes alluviaux. En somme, ces vallées, au Würm, semblent avoir été caractérisées par une bonne redistribution longitudinale des apports latéraux.

Du point de vue granulométrique, les nappes caillouteuses périglaciaires du Chassezac et de ses affluents ont un caractère exceptionnel. Quelques valeurs de la taille maximale de certains blocs peuvent en donner la mesure : 340 x 220 cm, 470 x 350 cm à Guinebaldès dans la vallée de la Borne, 320 x 175 cm, 600 x 450 cm et 335 x 245 cm à l'Alvezon, dans celle de l'Altier. Or, en dépit de cette fourniture abondante de très gros éléments, il est indéniable que les talwegs principaux ont conservé une réelle capacité de transport. Les blocs présentent partout les marques du charriage fluvial : la disposition en tuilage et l'arrondi, même pour des clastes plurimétriques, attestent que le drain principal était le siège d'écoulements très compétents. On doit donc exclure que ces talwegs aient été simplement fossilisés sous des décharges massives venus des versants. Dans ces nappes, par ailleurs, les granites et les gneiss dominant largement le spectre pétrographique. Le remblaiement périglaciaire a donc été mis

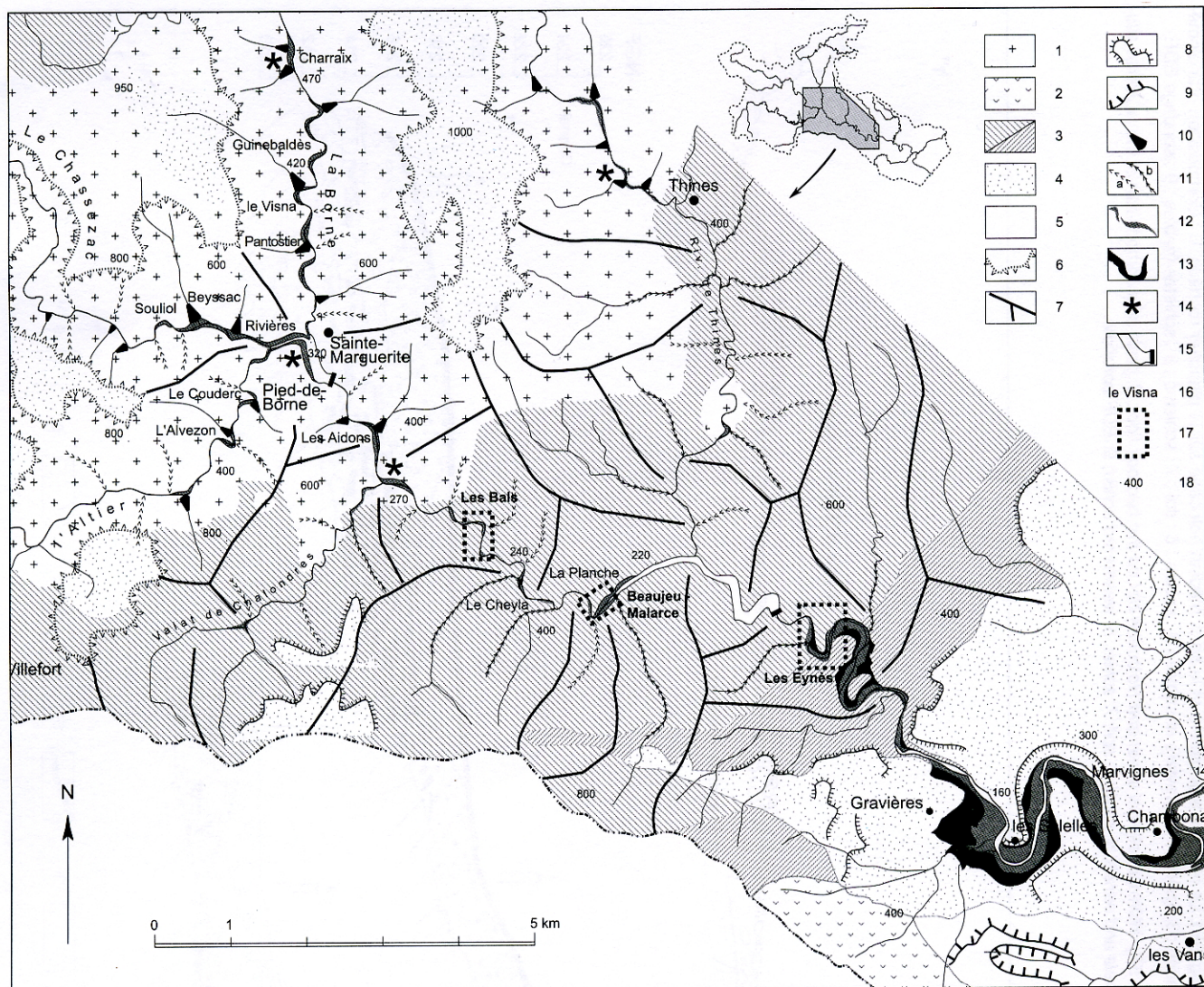


Fig. 2 – Carte des gorges du Chassezac montrant les héritages périglaciaires, terrasses et sites étudiés. 1 : granites ; 2 : gneiss ; 3 : schistes ; 4 : grès ; 5 : calcaires ; 6 : rebord de la surface post-hercynienne (chams) ; 7 : principales lignes de crêtes (serres) ; 8 : escarpement gréseux ; 9 : escarpement calcaire ; 10 : cône würmien ; 11 : drain torrentiel sans accumulation (a) ou purgé (b) ; 12 : nappe würmienne ; 13 : nappes anciennes ; 14 : probable vestige d'alluvions rissiennes dans les gorges ; 15 : barrage ; 16 : site de mesure ; 17 : localisation des croquis géomorphologiques (fig. 5) ; 18 : altitude (NGF).

Fig. 2 – Sketch map of the Chassezac gorges showing quaternary periglacial forms, terraces and studied sites. 1: granites; 2: gneiss; 3: schists; 4: sandstones; 5: limestones; 6: edge of the post-hercynian erosion surface (chams); 7: main ridges (serres); 8: sandstone scarp; 9: limestone scarp; 10: Würmian fan; 11: torrential talweg without accumulation (a) or purged (b); 12: Würmian alluvial sheet; 13: old alluvial sheets; 14: probable trace of Rissian alluvium in the gorges; 15: dam; 16 measurement site; 17: location of morphological sketches (fig. 5); 18: altitude (NGF).

en place par des écoulements où les conditions hydrauliques étaient éminemment favorables à la trituration des éléments les plus fragiles comme les micaschistes.

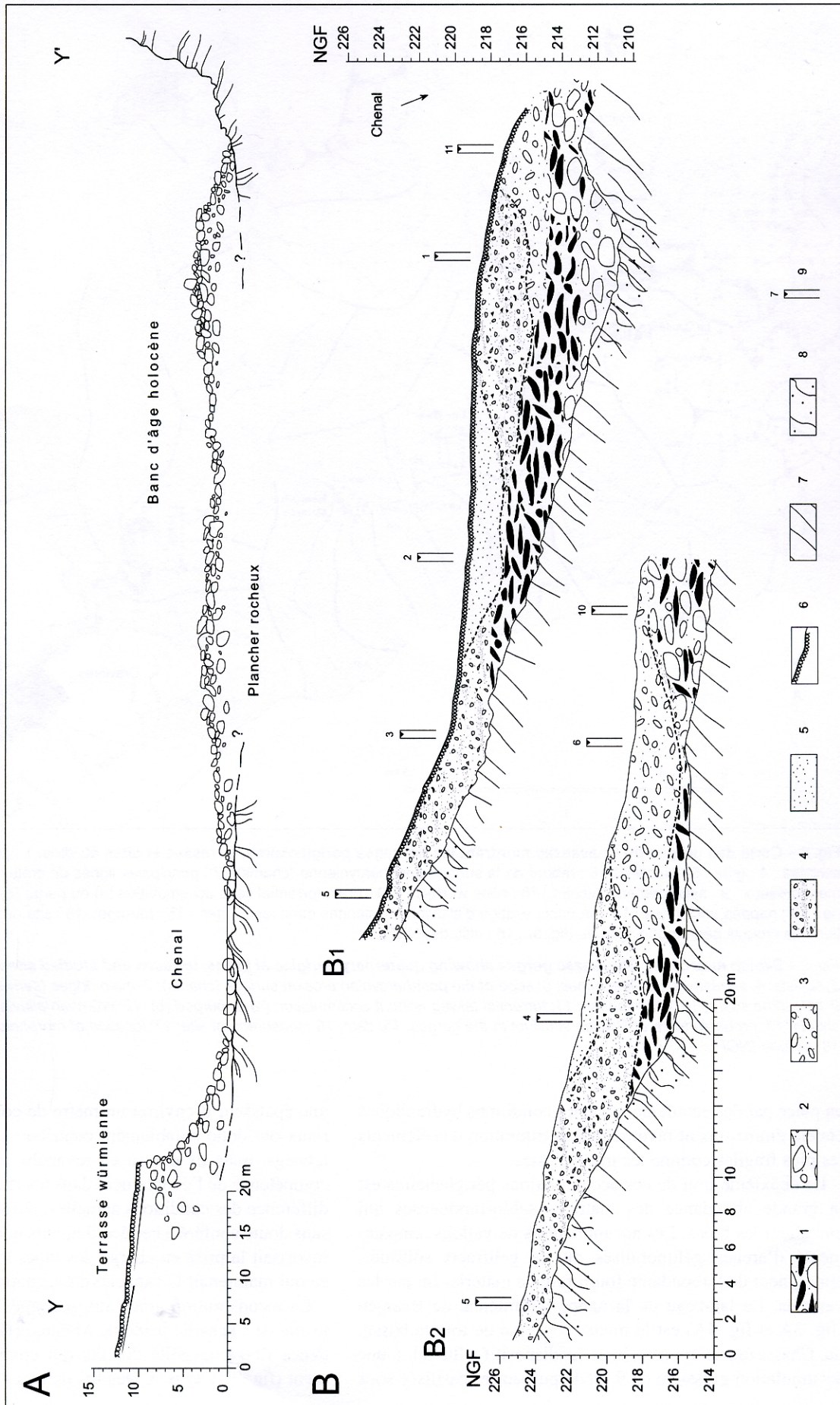
Le deuxième trait de ces accumulations périglaciaires est la grande abondance des matrices sablo-limoneuses qui emballent les blocs. Les accumulations de vallons, empâtements d'arènes gélimobilisés ou de gélifractions solifiées, témoignent de l'abondante fourniture de matériel fin par les versants. Le lambeau de la nappe würmienne de Beaujeu (fig. 3A et fig. 4A) est le mieux conservé de tout le bassin du Chassezac et montre bien le dispositif alluvial : une accumulation grossière de 9 m de puissance fossilisée sous

une épaisseur d'environ un mètre de colluvions. Ces matériaux ont donc notablement contribué à l'engorgement des talwegs, mais ils ont eu en revanche une influence sur la compétence de l'écoulement dans les chenaux. En effet, à la différence des conditions actuelles, la forte teneur en fines a sans doute conféré à ces écoulements une grande densité qui favorisait la prise en charge des blocs les plus volumineux, ce qui maintenait la capacité d'évacuation du chenal.

La reconstitution grâce aux sondages faits pour EDF sur le site de l'actuelle usine de Malarce (Beaujeu) met en évidence l'hétérogénéité des lits qui composent le remblaiement (fig. 3B1 et B2). Des lits de blocs où dominent tour à

Fig. 3 – **The site of Beaujeu-Malarce** (localisé sur la fig. 2). A : transect Y-Y' (cf fig. 5B). La terrasse würmienne et le banc médian holocène sur le plancher rocheux. B : Composition granulométrique de la terrasse würmienne. 1 : blocs de granite et schistes ; 2 : blocs de granite ; 3 : galets ; 4 : graviers et sables ; 5 : sables ; 6 : sol ; 7 : schistes ; 8 : schistes friables ; 9 : sondage EDF.

Fig. 3 – **The site of Beaujeu-Malarce** (location in fig. 2). A: transect Y-Y' (see fig. 5B). Würmian alluvial sheet and Holocene bar on the bedrock floor. B: grain size composition of the würmian alluvial sheet. 1: granite and schists boulders; 2: granite boulders; 3: pebbles; 4: gravels and sands; 5: sand; 6: soil; 7: schist; 8: weathered schist; 9: EDF borehole.



tour les granites ou les schistes s'entrecroisent. La localisation des lits schisteux au pied des versants et leur disposition pourraient indiquer qu'il s'agit là d'apports très locaux, incorporés et noyés ensuite dans la masse alluviale. Les blocs granitiques dominant dans les passées situées au centre du chenal, ce qui concorde avec les observations faites dans le front de la terrasse.

Cette disposition indique en premier lieu que les processus les plus actifs étaient logiquement cantonnés la plupart du temps au centre du chenal. Les observations conduites dans d'autres sites des gorges du Chassezac le confirment : les plus grosses particules, lentement extraites de la nappe périglaciaire à l'Holocène, sont massées au centre du chenal, secteur de la plus forte compétence, au point que les chenaux actuels entaillent de préférence le remblaiement würmien sur les marges du talweg, au pied des parois ou des versants. Par ailleurs, l'hétérogénéité granulométrique des accumulations montre aussi que le transport s'effectuait par paquets. Dans le secteur schisteux, comme à Malarce, les apports locaux étaient périodiquement ravinés et fossilisés par les alluvions cristallines venues de l'amont (fig. 3B1). Ces structures indiquent en somme une dynamique où l'accumulation dominait, sans que l'ensemble fût nécessairement remanié à chaque crue. L'entrecroisement des passées alluviales évoque donc un fonctionnement proche de celui d'un tressage d'aggradation.

L'originalité de ce tronçon de gorges étroites et régulièrement calibrées a été d'accueillir, durant la dernière période froide, un tressage plus ou moins contraint par la géométrie du chenal. Les indices sédimentologiques disponibles accréditent l'hypothèse d'un lit à chenaux multiples dans lesquels la mise en place et l'enlèvement du matériau se produisaient par de brusques pulsations. Compte tenu de sa puissance, il est cependant probable que la nappe n'était pas mobilisée sur toute son épaisseur lors des crues.

La fourniture sédimentaire au talweg

On observe de nombreux tabliers d'éboulis et des accumulations provenant d'écroulements de parois au pied des rancs, abrupts rocheux qui raidissent les versants. Dans le cadre d'une montagne humide, les coulées de débris ont également dû fournir de gros volumes détritiques aux talwegs (Valadas, 1984 ; Veyret, 1978). Il est probable que l'essentiel de ces apports sédimentaires provenait bien davantage des sous-bassins affluents que des versants du seul Chassezac, où les formes d'accumulation latérale, comme les cônes de déjection, sont peu épanouies (fig. 2). Les processus périglaciaires de fourniture sédimentaire par descente de matériel sur les versants devaient avoir beaucoup de points communs avec ceux qui ont été décrits par J.K. Weissel et M.A. Seidl (1997, 1998) : sur les versants de gorges entaillées dans les granites et les roches métamorphiques, le glissement le long des joints de stratification à fort pendage et le basculement de blocs et de colonnes rocheuses sur les versants à structure en contre-pendage étaient des processus morphogéniques actifs. Dans le cas de méandres inscrits, on admet en outre que les rivières ont une

charge abondante (Schumm *et al.*, 1987). Dans le fond de vallée, le recul des petits *knickpoints* par abattage, donnant des blocs de toutes dimensions, ainsi que le calibrage du fond à un gabarit voisin de 30 à 50 m de largeur, ont constitué les principaux processus d'alimentation des nappes. On peut faire enfin l'hypothèse que le transit de la nappe alluviale würmienne, conjugué aux processus de versants, a détruit l'essentiel des terrasses antérieures ainsi que les banquettes rocheuses pré-würmiennes, sauf dans les convexités ou sur les pédoncules de méandres (Jacob, 2003). Ce transit est en revanche responsable du façonnement de la haute banquette rocheuse visible dans les concavités à huit mètres d'altitude relative.

Les formes actuelles du fond de vallée

Les formes que l'on observe actuellement dans le talweg du Chassezac sont issues du déstockage de la nappe périglaciaire. Sur un parcours de dix kilomètres à l'aval de Sainte-Marguerite-Lafigère, alternent des secteurs de lits couverts par une nappe à blocs et des tronçons où apparaît un plancher rocheux entaillé par le Chassezac actuel.

Le *knickpoint* des Aidons, modelé dans les granites porphyroïdes du batholite de la Borne, est un bon exemple de tronçon de lit rocheux. Si l'on prend comme origine le contact géologique entre les roches métamorphiques encaissantes et le pluton granitique, l'érosion régressive l'a fait reculer de 500 m environ, ce qui confirme le fait connu que les *knickpoints* sont loin d'être toujours liés à des différences de résistance (Seidl et Dietrich, 1992). La partie amont du *knickpoint* est dans le plan de dalles granitiques diaclasées ; elle se raccorde latéralement à l'extrémité amont de la basse terrasse à + 8 m des Aidons. À l'aval, le Chassezac franchit ensuite une série de marches géométriques dégagées à la faveur des diaclases et incisées en goulotte par le lit mineur. Le recul de ces marches, à pendage aval, a produit par abattage de gros blocs granitiques qui sont incorporés aux alluvions de la terrasse des Aidons ; on les retrouve également dans les bancs alluviaux et la charge actuelle que l'érosion de cette nappe ancienne alimente. Le Chassezac sort enfin du secteur par une dalle polie, bordée en rive gauche d'une banquette rocheuse à + 3 m portant des blocs parallélépipédiques dont le diamètre de l'axe B est de 175 cm. La dalle centrale, dégagée par abattage en contrebas, est taradée par des marmites et entaillée sur une profondeur de 2 m dans l'axe des diaclases (fig. 4B).

Dans les secteurs de lit caillouteux et de lit à bloc, la nappe à blocs est présente dans les élargissements du plancher alluvial, là où la divergence des courants de crue et la réduction des profondeurs réduisent les forces tractrices (fig. 5A, B et C). Elle est en revanche partiellement expulsée des tronçons sinueux où affleure le substratum rocheux, où les mouilles ont été totalement vidangées mais où les alluvions se maintiennent dans les convexités (fig. 4C). On peut distinguer deux types de dispositifs : des bancs de convexités, comme aux Bals (fig. 4D, fig. 5A), et des bancs médians associés à un lambeau de nappe ancienne conservé en position d'abri, comme à Beaujeu (fig. 4E, fig. 5B).



Fig.4A – Terrasse würmienne de Beaujeu (cliché N. Jacob).

Fig. 4A – Würmian terrace of Beaujeu (photo N. Jacob).

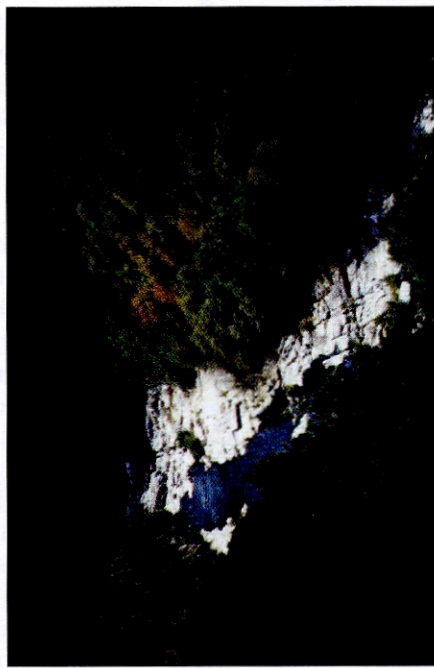


Fig. 4B – Section rocheuse dans les gorges du Chassezac, aux Aïdons. Largeur du fond : 80 à 90 m ; goulotte incisée dans le substratum ; vestige de nappe périglaciaire en rive droite (cliché N. Jacob).

Fig.4B – Reach of bedrock outcrop in the Chassezac gorge at les Aïdons. Bottom width: 80-90 m; inner channel entrenched in the bedrock; remnant of periglacial sheet on the right bank (photo N. Jacob).

Fig. 4C – Discontinuité du recouvrement alluvial du fond des gorges aux Bals. Accumulations caillouteuses dans la convexité du méandre ; banquettes latérales dégagées de leur couverture alluviale (cliché N. Jacob).

Fig. 4C – Discontinuous alluvial cover on the gorge bottom at les Bals. Boulder deposits in the meander convexity; bedrock benches cleared of the alluvial sheet on the banks (photo N. Jacob).

Fig. 4D – Banc de la rive convexe aux Bals (immédiatement en amont de la fig. 4C) (cliché N. Jacob).

Fig. 4D – Point bar at les Bals (immediately upstream of fig. 4C) (photo N. Jacob).

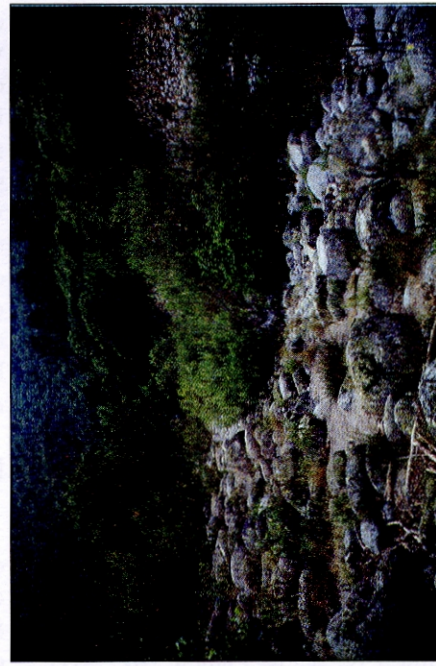


Fig. 4E – Surface du banc médian de Beaujeu. Colonisation végétale et lichénique, colmatage sableux entre les blocs : le dépôt caillouteux est stabilisé depuis 1895 – 1900 (cliché N. Jacob).

Fig. 4E – Surface of the mid-channel bar at Beaujeu. Colonization by herbaceous plants and lichen, sandy filling between blocks. These criteria suggest that the boulder deposit has been stable since 1895–1900 (photo N. Jacob).

Dans tous les cas, les bancs ont une pente longitudinale très faible ; leur apex se raccorde au plan d'eau de la mouille située à l'amont alors qu'ils dominent de trois à quatre mètres celle qui est située à l'aval. Les secteurs de contre-courants sont signalés par des plages de dépôts sableux ou

graveleux. Au droit de ces bancs et de ces basses terrasses, le lit mineur est un radier à pente longitudinale marquée (0,022 m/m) où le tuilage des particules montre qu'elles sont mobiles bien que très volumineuses (axe B aux Bals : 148 cm pour les dix plus grosses et 60 cm pour la médiane).

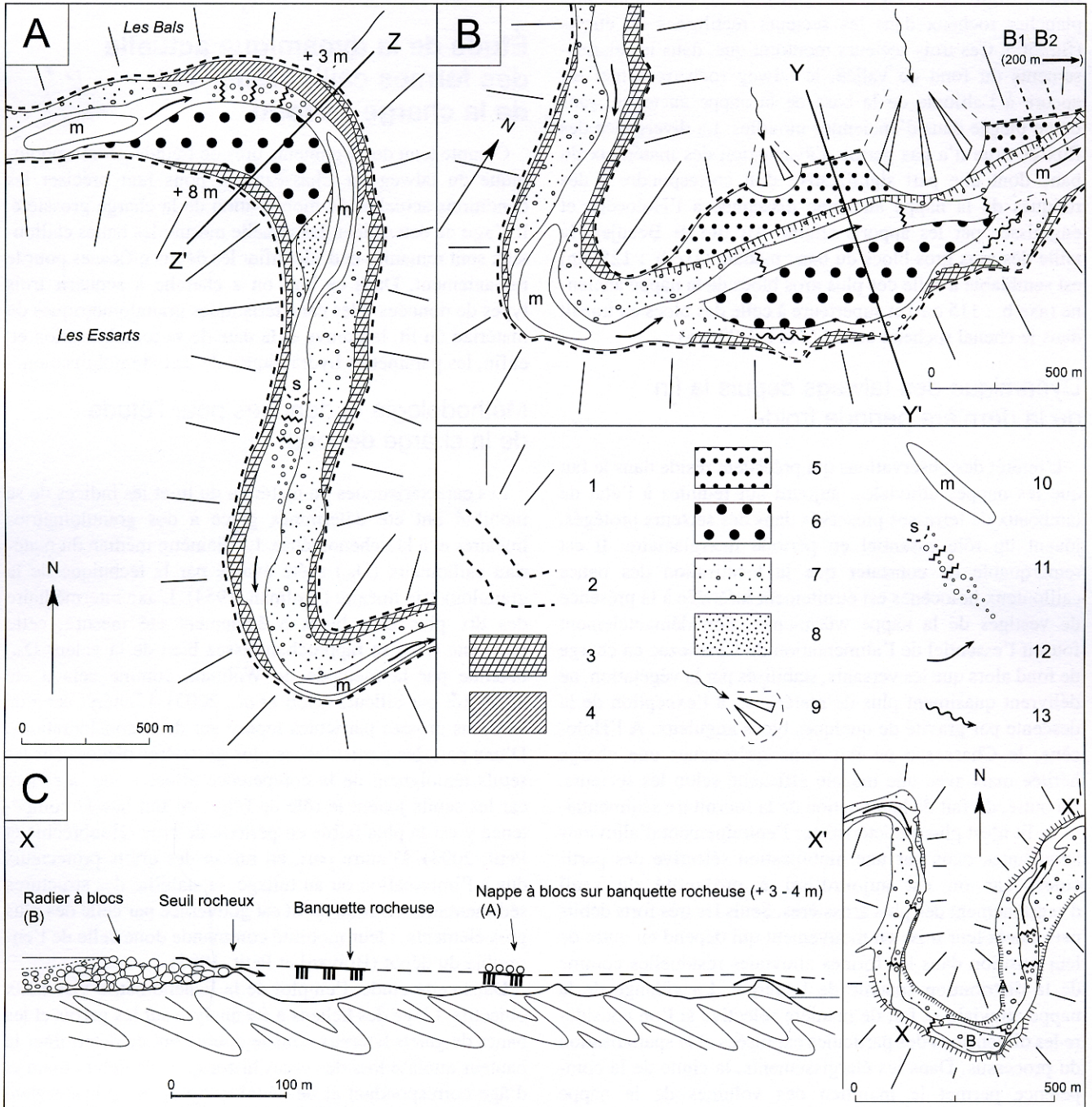


Fig. 5 – **Croquis géomorphologiques.** A : le secteur des Bals ; B : le secteur de Beaujeu ; C : le secteur du Puech - les Eynès. 1 : versant rocheux (micaschistes) ; 2 : limites de la nappe de la dernière période froide dans le fond des gorges ; 3 : banquette rocheuse à + 8 m ; 4 : banquette rocheuse à + 3 m ; 5 : nappe würmienne culminant à + 9-10 m ; 6 : banc holocène à gros blocs, abaissé par expulsion des particules mobilisables ; 7 : voile caillouteux sur le lit rocheux ; 8 : bancs sableux ; 9 : cône de déjection holocène ; 10 : mouille ; 11 : seuil rocheux suivi d'un rapide à blocs ; 12 : lit vif ; 13 : chenal de crue.

Fig. 5 – **Morphological sketches.** A: Les Bals reach; B: Beaujeu reach; C: Le Puech - les Eynès reach. 1: rocky slope (micaschist); 2: limit of the spatial extent of the Würmian sheet in the gorge thalweg; 3: bedrock bench at + 8 m; 4: bedrock bench at + 3 m; 5: Würmian alluvial sheet, maximal thickness 9-10 m; 6: Holocene boulder bar lowered by evacuation of mobile particles; 7: boulder layer on bedrock surfaces; 8: sandy bar; 9: Holocene alluvial cone; 10: pool; 11: bedrock outcrop followed by a boulder riffle; 12: active bed; 13: flood channel.

De part et d'autre de ces secteurs à lit caillouteux, le fond des gorges est marqué par l'affleurement de la roche en place, recouverte de manière très discontinue par un voilage de blocs. Des banquettes rocheuses bordent le lit mineur ; elles résultent de l'abrasion généralisée qui s'exerçait latéralement au pied des versants lors de la dernière période froide. Enfin, des radiers sont fixés par les pointements du plancher rocheux dans les secteurs rectilignes ou étroits (fig. 5C). Ces trois secteurs montrent que, dans les élargissements du fond de vallée, le talweg rocheux actuel est encore à l'altitude de la base de la nappe ancienne, sans doute piégée dans d'anciennes mouilles. La divergence des flux de crue n'a pas permis l'évacuation des matériaux du banc dont une part significative doit correspondre à des reliques de la nappe ancienne disséquée à l'Holocène et engraisée par les apports amont. Au site de Beaujeu, la taille des plus gros blocs du banc médian (axe b : 125 cm) est semblable à celle des plus gros blocs de la nappe ancienne (axe b : 115 cm) et supérieure à celle des blocs en transit dans le chenal rocheux actuel (axe b : 90 cm).

Dynamique des talwegs depuis la fin de la dernière période froide

L'intérêt des observations qui précèdent réside dans le fait que les nappes alluviales, aujourd'hui réduites à l'état de lambeaux de terrasses préservés dans des secteurs protégés, jouent un rôle essentiel en période interglaciaire. Il est remarquable de constater que la localisation des bancs caillouteux holocènes est étroitement inféodée à la présence de vestiges de la nappe würmienne. Son démantèlement fournit l'essentiel de l'alimentation du Chassezac en charge de fond alors que les versants, stabilisés par la végétation, ne délivrent quasiment plus de matériaux, à l'exception de la descente par gravité de quelques blocs anguleux. À l'Holocène, le Chassezac ne fait donc qu'évacuer une charge héritée mais avec une inégale efficacité selon les secteurs. En outre, du fait de la réduction de la fourniture sédimentaire, le lit n'est plus caractérisé par l'entraînement d'alluvions abondantes mais par une mobilisation sélective des particules, car on est aujourd'hui à proximité du seuil d'entraînement des plus grossières. Seuls les très forts débits permettent leur mise en mouvement qui dépend en outre de leur position dans les formes alluviales résiduelles comme de la distribution spatiale de l'énergie. La vidange de la nappe alluviale se fait de manière sélective si l'on considère les dimensions des particules expulsées et la spatialisaton du processus. Dans les élargissements, la chute de la compétence permet le maintien des volumes de la nappe périglaciaire. Dans les secteurs rectilignes et étroits, l'évacuation est au contraire presque achevée car l'énergie s'y dissipe sur la totalité du profil en travers. En 20 000 ans environ, on est donc passé du lit vif würmien aux conditions de seuil holocènes, selon les termes de A.D. Howard *et al.* (1994). Il en résulte un transport solide modeste, voire faible et on peut considérer que l'on est ainsi passé d'un lit caillouteux à un lit d'érosion, tels que les a définis J. Tricart (1977). Par ailleurs, le fond des gorges exhumé de la cou-

verture alluviale évolue par incision d'une gouttière dans le lit rocheux ou *inner bedrock channel* (Schumm *et al.*, 1987). Le lit est donc de type mixte, marqué par l'alternance d'affleurements du substratum et de plages d'alluvions, ce qui est une caractéristique des milieux tempérés à variations du débit solide et liquide sous contrôle climatique (Howard *et al.*, 1994).

Étude de la dynamique actuelle des formes caillouteuses et de la charge de fond

Compte tenu des arguments tirés de l'étude géomorphologique du talweg du Chassezac, il nous faut préciser les conditions actuelles de mobilisation de la charge grossière. Il s'agit de déterminer dans quelle mesure les bancs caillouteux sont remaniés et d'identifier les débits efficaces pour le remaniement. Dans ce but, on a cherché à acquérir trois types de données : les caractéristiques granulométriques du matériau du lit, la preuve et la date de sa remobilisation et, enfin, les paramètres hydrauliques de cette remobilisation.

Méthodologie et données pour l'étude de la charge de fond

Les caractéristiques du matériau du lit et les indices de sa mobilité ont été déterminés grâce à des granulométries linéaires et à la lichénométrie. Le diamètre médian du matériau caillouteux (D_{50}) a été évalué par la technique de la granulométrie linéaire (Wolman, 1954). L'axe intermédiaire des dix plus gros blocs a également été mesuré, cette moyenne (X_{10}) se rapprochant assez bien de la valeur D_{95} , obtenue par la méthode de Wolman, comme cela a été démontré par ailleurs (Gob *et al.*, 2003). L'intérêt accordé aux plus grosses particules repose sur deux considérations. D'une part, les particules les plus grossières piégées sur les seuils témoignent de la compétence effective de la rivière car les seuils jouent le rôle de filtre, du fait que la compétence y est la plus faible en période de crue (Houbrechts et Petit, 2003). D'autre part, en raison des effets protecteurs dus à l'imbrication ou au tuilage, la stabilité des structures sédimentaires du fond du lit est gouvernée par celle des plus gros éléments : leur mobilité commande donc celle de l'ensemble du dépôt (Bravard et Petit, 1997).

Dans cette étude, l'emploi de la lichénométrie vise deux objectifs. L'âge des lichens a été analysé sur les parois et les bancs de galets latéraux dans le double but de déterminer la hauteur atteinte lors des crues historiques de débit connu et d'âge correspondant et de déduire la largeur qui intervient dans le calcul de la puissance spécifique. L'âge des lichens a également été estimé sur les blocs qui constituent la charge de fond, de façon à dater leur dernière mobilisation. La taille des blocs considérés (axe b) peut alors être mise en relation avec les débits des crues historiques mobilisatrices, ce qui permet de connaître les puissances spécifiques de mise en mouvement. Il s'agissait également de relier cette taille aux débits de crues ultérieures incapables de mobiliser ces blocs, dans le but d'estimer, *a contrario*, le seuil des

puissances spécifiques de non-mobilisation de la charge de fond. La courbe lichénométrique utilisée a été dressée à partir de relevés faits localement (Jacob *et al.*, 2002).

Des recherches sur les crues historiques des gorges du Chassezac ont été entreprises dans le but de calculer les paramètres hydrauliques. La bordure cévenole, l'une des régions les plus arrosées de France, subit les plus fortes intensités de précipitations journalières, en particulier en automne. Des abats de 400 mm en vingt-quatre heures sont possibles pour une période de retour centennale sur le bassin du haut Chassezac, en particulier sur le sous-bassin de la Borne, le plus arrosé. Les 300 mm ont été dépassés en 1958 sur une surface couvrant la partie moyenne des gorges du Chassezac (Guillot, 1959). Ces précipitations engendrent des crues d'une grande violence parmi lesquelles trois font figure d'épisodes exceptionnels : 1890, 1958 et 1980. M. Pardé et J. de Beauregard (1959) estiment que la crue des 20-22 septembre 1890 aurait dépassé 2 500 m³/s sur le Chassezac, aux Vans, avec un coefficient A de Myer-Coutagne de 150 environ. Les crues du 30 septembre et du 4 octobre 1958 ont toutes deux donné un débit de pointe de 2 000 m³/s à la station de Pont-de-Thinette (retenue de Malarce), soit un débit spécifique de 4,5 m³.s⁻¹.km⁻² à cette station ou de 3,94 m³.s⁻¹.km⁻² aux Vans. La vitesse de propagation de l'onde de crue serait voisine de 15 km/h dans les gorges, avec des vitesses superficielles mesurées par flotteurs de 10 m/s lors de la pointe de crue (Pardé et Beauregard, 1959). Par ailleurs, comme le notait R. Guilhot (1959), les deux crues de 1958, malgré leur gravité, sont restées partout très inférieures à la crue de 1890, la plus forte connue, à l'époque, dans le bassin du Chassezac. Toutefois la crue du 21 septembre 1980 aurait donné un débit instantané de 3 000 m³.s⁻¹ au barrage de Malarce selon une estimation d'EDF (la station des Bertrons fut emportée) ; elle serait donc la plus puissante de ce siècle et aurait certainement dépassé la crue de 1890 sans l'effet écreteur de la retenue de Villefort.

Les débits des crues du Chassezac ne sont bien connus que depuis 1956. Les données disponibles pour les crues antérieures ont été recueillies aux archives et critiquées (Jacob, 2003) : elles sont présentées dans le tableau 1. Si l'on excepte quelques crues récentes dont les débits ont été enregistrés en plusieurs stations du bassin, il est nécessaire, pour les calculs, d'extrapoler vers l'amont les valeurs connues pour Chambonas. Dans le cas du Chassezac, il semble alors préférable d'utiliser la relation $q = Q(a/A)$ plutôt que celle qui est habituellement employée pour les bassins versants de taille inférieure à 2 000 km² : $q = Q(a/A)^{0,8}$ (Bravard et Petit, 1997). Cette dernière tend en effet à surestimer les valeurs déjà connues quand on les recalcule. Les résultats obtenus avec la première relation montrent une meilleure cohérence avec les débits estimés par déversement sur les crêtes des ouvrages EDF (Jacob, 2003). Les données hydrologiques actuelles disponibles sont les débits journaliers enregistrés par EDF à la station des Bertrons depuis 1971, à l'exception de la période du 21 septembre 1980 au 3 décembre 1980. Différents types d'ajustement des débits ont été effectués par EDF, notamment les débits de récurrences caractéristiques (tab. 2). Précisons enfin

que l'influence des aménagements hydroélectriques sur les crues est récente et négligeable, dans la mesure où ces barrages ne jouent qu'exceptionnellement un rôle d'écreteur de crues.

Les données topographiques disponibles sont les cartes de l'Institut Géographique National au 1/25 000 et les photographies aériennes du même organisme. Nous avons disposé des profils en long détaillés, levés en 1921 pour le Service des Forces Hydrauliques sur l'ensemble des cours d'eau du bassin. Dans la partie concernée, ces levés sont à l'échelle de 1/50 000. De plus, des points cotés en altimétrie sont présents en moyenne tous les 300 mètres, ce qui a permis une évaluation précise des pentes longitudinales du fond du lit

Calcul des paramètres dynamiques

Nous avons calculé la puissance spécifique (ω , exprimée en W/m²) qui se définit de la façon suivante :

$$\omega = (\rho g QS)/w \quad (1)$$

avec ρ la masse volumique du fluide (kg/m³) et g l'accélération due à la pesanteur (m/s²) ; il est ainsi nécessaire de mesurer la largeur w (en m), la pente longitudinale S (m/m) et le débit Q (m³/s).

La valeur du débit dont on dispose à la station de mesure a été extrapolée vers l'amont grâce à la formule citée plus haut :

$$q = Q(a/A) \quad (2)$$

où q est le débit recherché, A la superficie du bassin à la station (en km²) et a la superficie du bassin à l'amont du tronçon étudié ; cette surface a été calculée en chaque point par planimétrie réalisé à partir de cartes au 1/50 000. La largeur w a été mesurée sur le terrain dans les parties amont, entre les parois bordant le lit. Cependant, là où des élargissements se produisent, les largeurs ont été estimées pour les crues historiques : leur niveau a pu être déterminé grâce aux lichens d'âge différent, présents sur les parois ou sur les blocs qui constituent les bancs.

Dynamique actuelle des formes caillouteuses

Affinage de la charge du lit en relation avec la distance

Il est bien connu que l'effet combiné des processus d'abrasion et de tri produisent une décroissance exponentielle de la taille des éléments vers l'aval, du moins en l'absence d'injections latérales de sédiments plus grossiers (Knighton, 1980, 1982). Cette décroissance prend la forme suivante :

$$D = D_0 e^{-\alpha L} \quad (3)$$

où D représente la taille des éléments (comme par exemple D_{50}), D_0 étant la valeur initiale des éléments (à la distance origine) et α le coefficient dit de Sternberg représentant les effets combinés de l'abrasion et du tri et L est la distance vers l'aval. La valeur de α , très variable, dépend de la taille des éléments, de la lithologie, du fait que la rivière exerce une aggradation ou une incision ou encore de la façon dont

Date des crues	Cours d'eau et superficie des bassins versants					
	Altier à Villefort 126 km ²	Borne à Ste-Marguerite 136 km ²	Chassezac à Ste-Marguerite 415 km ²	Chassezac à Thinettes 445 km ² à partir de 1965, à Malarce 485 km ²	Chassezac à Gravières 500 km ²	Chassezac à Chambonas 510 km ²
09-10-1827					2 500 ^f	> 2 400 ^{d, b}
08-10-1878						2 750 ^b
22-09-1890		1 500 [?]			> 3 000 ^f	3 000 ^d – 3 500 ^b
21-10-1891						3 500 ^b
22-10-1897						> 2 000 ^d
03-11-1899					> 2 000 ^f	> 2 000 ^d – 2 400 ^b
29-09-1900						1 800 ^b
16-10-1907						2 750 ^b
22-03-1956	110 ^a		1 200 ^a – 1 110 ⁱ	1 400 ^a	1 500 ^f	1 500 ^{a, b, d}
30-09-1958	91 ^a	1 100 ^{c, g}	1 800 ^a – > 1 800 ⁱ	2 000 ^a	2 200 ^f	2 300 ^{a, b} – 2 200 ^d
04-10-1958			1 800 ⁱ	2 000 ^g	2 700 ^{f*}	2 050 – 2 100 ^b
25-10-1976						1 100 ^j
10-11-1976	369 ^c	530 ^c	1 250 ^c	1 648 ^c	1 850 ^f	1 850 ^d
23-10-1977						1 200 ^j
21-09-1980	575 ^c (écrêtée)	1 300 ^{? i}	2 300 ^c	2 500 – 2 700 ^c	2 820 ^f	2 820 ^d – 3 100 ^b
08-11-1982			960 ^e		1 470 ^f	1 200 ^j
22-09-1992			814 ^e		1 900 ^f	
05-10-1995					1 460 ^f	
13-11-1996					1 215 ^f	
19-12-1997		360 ^d (à Charraix)			1 460 ^f	1 375 ^d

Sources : ^a SOGREAH, 1966 ; consulté à l'usine de Pied-de-Borne. ^b déterminé en fonction de la relation Q. fH donnée par la SOGREAH (1966). ^c documents EDF : limnigrammes et rapports de crues consultés à l'usine de Pied-de-Borne. ^d Lallement C., 1998. ^e documents EDF : demande d'autorisation de vidange, 10 janvier 1995 ; consulté à l'usine de Pied-de-Borne. ^f d'après DDE de l'Ardèche, Service d'annonce des crues. ^g Guillot R. (1959). ^h Guillot P. (1959). ⁱ déterminé en fonction de la relation Q. fH donnée par EDF – REH-MCI (1959), (cf. ^h et ^g, pour certaines mesures). ^j Service régional de l'aménagement des eaux, Rhône-Alpes (1989), consulté à l'Usine de Pied-de-Borne. * : valeur probablement surestimée.

Tableau 1 – Débits (m³/s) des principales crues historiques connues dans le bassin du Chassezac.

Table 1 – Discharges (m³/s) of the main historical floods recorded in the Chassezac watershed.

Tableau 2 – Débits de crues calculés selon la loi de Gumbel sur 23 années. Intervalle de confiance à 90 % pour le Chassezac à la station Les Bertrannes, Chambonas (Source : DIREN et EDF). Superficie du bassin versant : 507 km².

Table 2 – Flood discharges computed using the Gumbel law on a 23-year data series. Confidence interval of 90% for the Chassezac river at the Bertrannes gauging station, Chambonas (DIREN and EDF data). Surface area of the watershed: 507 km².

Débits en m ³ /s	Crue biennale	Crue quinquennale	Crue décennale
Journaliers	304 (230-404)	499 (397-689)	628 (496-890)
Instantanés	502 (383-662)	807 (645-1110)	1010 (799-1430)

évolue la puissance spécifique (Hoey et Ferguson, 1994 ; Hoey et Bluck, 1999 ; Surian, 2002). Ainsi A.D. Knighton (1999) et S. Rice (1999) recensent plus d'une vingtaine de valeurs, dont les extrêmes s'étalent de -0,00045 à -0,597. Ces valeurs élevées de α montrent que la réduction de la taille des particules est plus importante que l'abrasion observée expérimentalement, ce qui laisse présager de l'importance du tri hydraulique (Gomez *et al.*, 2001). Ce dernier ne peut opérer que s'il existe des différences sensibles dans

les limites d'entraînement, en fonction seulement de la taille des particules, ce qui se conçoit sur des lits homogènes. En présence de lits hétérogènes, la combinaison des effets de saillie et de masque implique des conditions d'entraînement proportionnellement plus importantes pour des éléments de petite dimension, et au contraire proportionnellement plus faibles pour les plus grosses particules (Parker *et al.*, 1982 ; Andrews, 1983), de telle sorte que les conditions de mise en mouvement sont presque identiques.

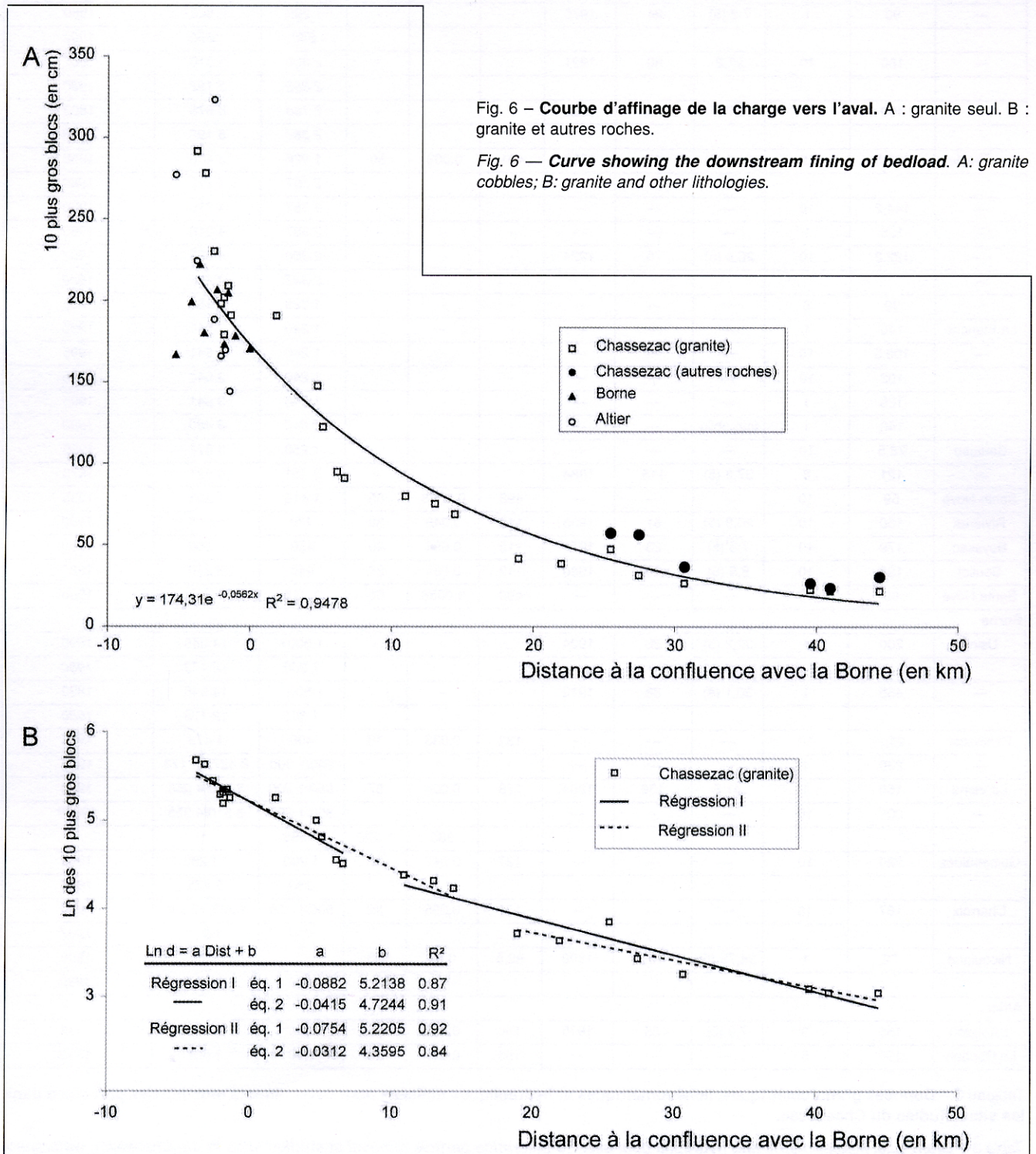


Fig. 6 – Courbe d'affinage de la charge vers l'aval. A : granite seul. B : granite et autres roches.

Fig. 6 — Curve showing the downstream fining of bedload. A: granite cobbles; B: granite and other lithologies.

Stations	Blocs		Lichénométrie			Hydraulique					Crues
	Diamètre (cm)	Nombre	Diamètre (mm)	Âge (année)	Date	A (km ²)	S (m/m)	w (m)	Debits (m ³ /s)	ω (W/m ²)	Mobilisatrice Non mobilisatrice
Chassezac											
Les Bals	115	1	5,4 (5)	17	1982	430	0,01	45	2 382	5 192	1980
									850	1 850	1992
—	135	1	32,25 (2)	96	1905	-	-	-	2 300	5 010	1907
									2 382	5 192	1980
—	145	1	27,6 (5)	80	1921	-	-	-	2 300	5 010	1907
									2 382	5 192	1980
—	220	1	54,3 (3)	240	1761	-	-	-	2 768	8 775	1890
—	90	1	7,2 (5)	24	1976	-	-	-	1 295	2 820	1980
									850	1 850	1992
—	180	10	27,2	80	1921	-	-	-	2 300	5 010	1907
									2 382	5 192	1980
—	400	1	34,7 (5)	106	1890	-	-	-	2 768	8 875	1890
									2 382	5 192	1980
Le Cheyla	130,5	10	14,4 (5)	43	1958	431	0,009	50	1 926	3 400	1958
									2 387	4 215	1980
—	144,2	10	—	—	—	-	-	-	2 387	4 215	1980
—	125	1	—	—	—	-	-	-	2 387	4 215	1980
—	122,2	10	26,4 (5)	76	1924	-	-	-	2 300	4 068	1907
									2 387	4 215	1980
—	99	8	—	—	—	-	-	-	1 225	2 160	1995
La Planche	140	1	—	—	—	-	-	-	1 240	3 641	1995
—	109,5	10	—	—	—	-	-	-	1 240	3 641	1995
—	102	10	—	—	—	-	-	-	1 240	3 641	1995
—	125	1	—	—	—	-	-	-	1 240	3 641	1995
—	140	1	immobile	—	—	-	-	-	2 840	8 480	1890
Beaujeu	78,5	10	—	—	—	-	-	-	1 250	3 674	1995
—	121	8	37,2 (5)	115	1884	-	-	-	2 351	6 921	1878
Sente Nove	69	10	—	—	—	498	0,0058	65	1 415	1 238	1995
Rivières	150	10	20,8 (5)	61	1938	119	0,049	38	470	5 945	1980
Beyssac	179	10	7,5 (5)	23	1977	115	0,054	40	450	5 959	1890
Souliol	198	10	6,5 (5)	20	1980	112	0,064	38	440	7 270	1980
Sente Nove	69	10	—	—	—	498	0,0058	65	1 415	1 238	1995
Borne											
Usine	200	1	32,2 (5)	96	1904	-	-	-	1 500?	14 045	1890
									1 300	12 173	1980
—	465	1	30,1 (4)	88	1912	-	-	-	1 500?	14 045	1890
									1 300	12 173	1980
Pantostier	94,2	10	—	—	—	133	0,033	48	400	4 478	1995
—	230	1	—	—	—	-	-	-	900/1 300	8 427/12 173	1980
Le Visna	150	1	41,8	136	1864	129	0,024	57	850/1 200	3 510/4 955	1980
—	207	10	—	—	—	-	-	-	850/1 200	3 510/4 955	1980?
								385	1 590	1 995	
Guinebaldès	220	10	—	—	—	127	0,047	32	1 200	17 290	1980
									380	5 475	1995
Charraix	167	10	—	—	—	121	0,035	32	800/1 150	8 583/12 340	1980
									360	3 862	1997
Nicoulaud	72	1	34,75 (5)	106	1896	62,5	0,01	30	?	?	1890
									600	1 530	1980
Altier											
L'Alvezon	155	3	7,9 (5)	25	1975	150	0,035	35	440	4 316	1976
Le Couderc	166	5	—	—	—	155	0,027	28	800	7 567	1980

Tableau 3 – Données granulométriques, lichénométriques et hydrauliques utilisées pour déterminer la mobilité des particules dans les sites étudiés du Chassezac.

Table 3 – Grain size, lichenometric and hydraulic data used to determine particle removal at studied sites in the Chassezac watershed.

M. Church et R. Khellerhals (1978) ont proposé de séparer l'effet de l'abrasion de celui du transport sélectif en séparant α en deux composantes : c représente l'attrition (incluant tous les processus chimiques et physiques de réduction de la taille de particules), et d le transport sélectif. De la sorte, l'équation (3) peut se réécrire de la façon suivante :

$$D = D_0 e^{-(c+d)L} \quad (4)$$

En comparant l'évolution longitudinale de différentes roches, A. Werrity (1992) propose des valeurs du coefficient d'attrition égales à - 0,0028 pour des quartzites, à - 0,010 pour des granites et - 0,030 pour des calcaires. Par ailleurs, il démontre que le transport sélectif intervient pour plus de 90 % dans l'affinage de la charge. Dans le Chassezac, l'analyse de l'évolution longitudinale de la taille moyenne des dix plus gros blocs révèle un bon affinage de la charge de

fond (fig. 6). Par ailleurs, on pourrait également décomposer la courbe de décroissance de la taille des particules en deux droites, séparées approximativement au niveau de la confluence entre la Borne et le Chassezac. Une telle disposition signifierait alors que, en aval de cette confluence, il y aurait peu d'apports latéraux des versants et que l'ensemble du système ne serait donc alimenté que par l'amont où la connexion avec les versants est plus étroite. Ceci pourrait également laisser penser que, dans le bassin aval, l'évacuation de matériau domine sans apport sensible des versants ; on a donc affaire à une nappe en transit, ce qui rejoint les observations morphologiques exposées plus haut.

Par ailleurs, cette décomposition en deux segments linéaires tendrait également à démontrer qu'un bon tri hydraulique s'opère en amont, donc que les effets de masque et/ou de saillie relative jouent peu. Cet éventuel tri hydraulique sera mis en évidence par l'analyse, grâce à la lichénométrie, de la mobilisation des blocs lors des crues historiques (cf. *infra*). Enfin, la comparaison entre l'évolution des blocs de granite et celles des blocs d'autres roches montre que, dans la traversée des gorges calcaires en aval des Vans, la recharge en matériau provenant des versants calcaires est peu importante puisqu'on ne voit pas de différence sensible entre la courbe des granites et celle qui représente les autres roches.

Par ailleurs, cette décomposition en deux segments linéaires tendrait également à démontrer qu'un bon tri hydraulique s'opère en amont, donc que les effets de masque et/ou de saillie relative jouent peu. Cet éventuel tri hydraulique sera mis en évidence par l'analyse, grâce à la lichénométrie, de la mobilisation des blocs lors des crues historiques (cf. *infra*). Enfin, la comparaison entre l'évolution des blocs de granite et celles des blocs d'autres roches montre que, dans la traversée des gorges calcaires en aval des Vans, la recharge en matériau provenant des versants calcaires est peu importante puisqu'on ne voit pas de différence sensible entre la courbe des granites et celle qui représente les autres roches.

Dynamique contemporaine de la charge de fond : les apports de la lichénométrie

Les différentes observations relatives à la mobilisation et la stabilité des blocs sont reprises dans le tableau 3 et synthétisées dans la figure 7. Ont été généralement retenus les cinq ou dix blocs les plus gros colonisés par des *Rhizocarpon*. Lorsqu'il s'agit de blocs très volumineux (par exemple aux Bals ou à la Planche), le nombre de blocs sur lesquels nous avons mesuré les *Rhizocarpon* a été mentionné. Ainsi, nous observons trois catégories de diamètre de *Rhizocarpon* : un diamètre compris entre 5-7 mm (âge corres-

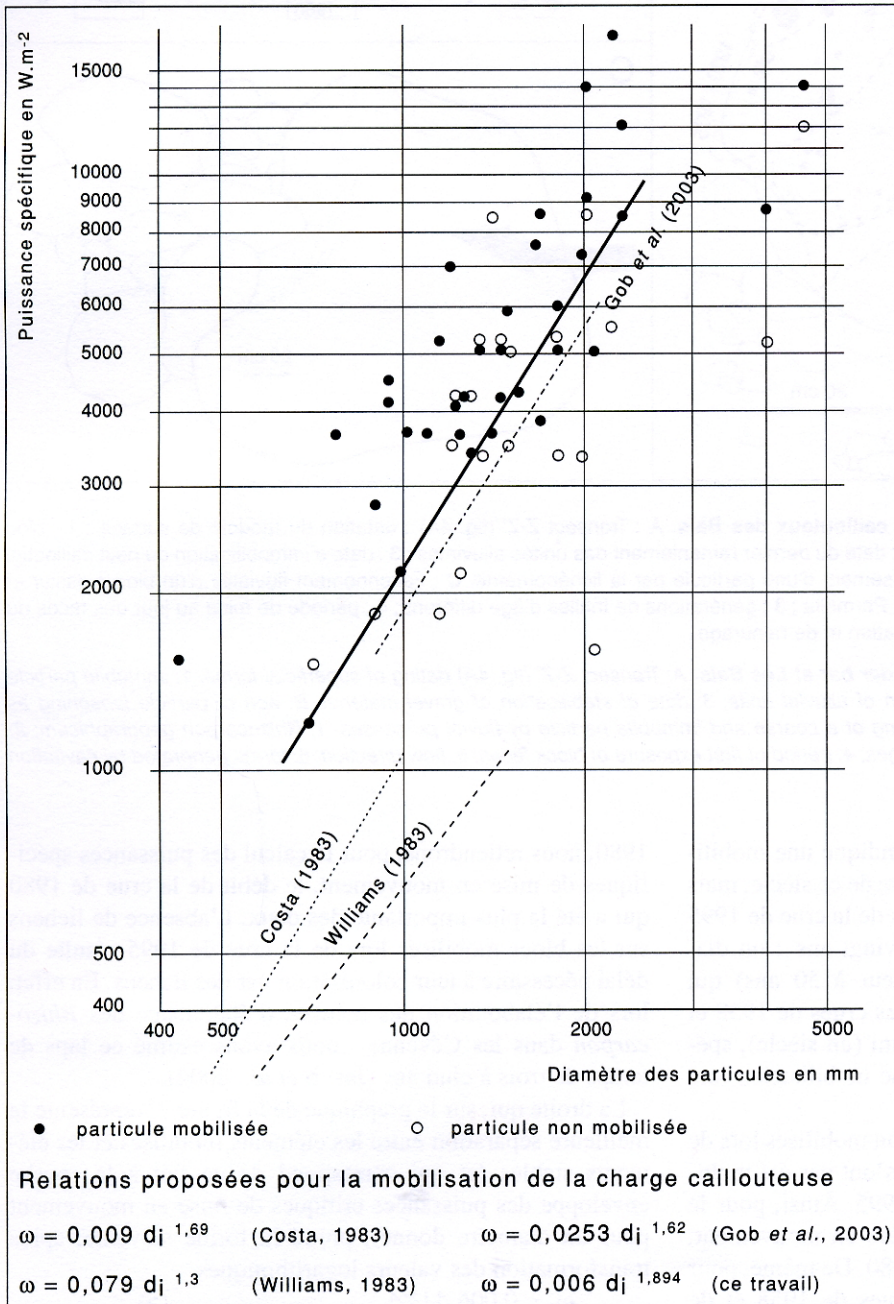


Fig. 7 - Courbe des puissances critiques de mise en mouvement des blocs.

Fig. 7 - Curve of critical unit stream power values for boulder dislodgement.

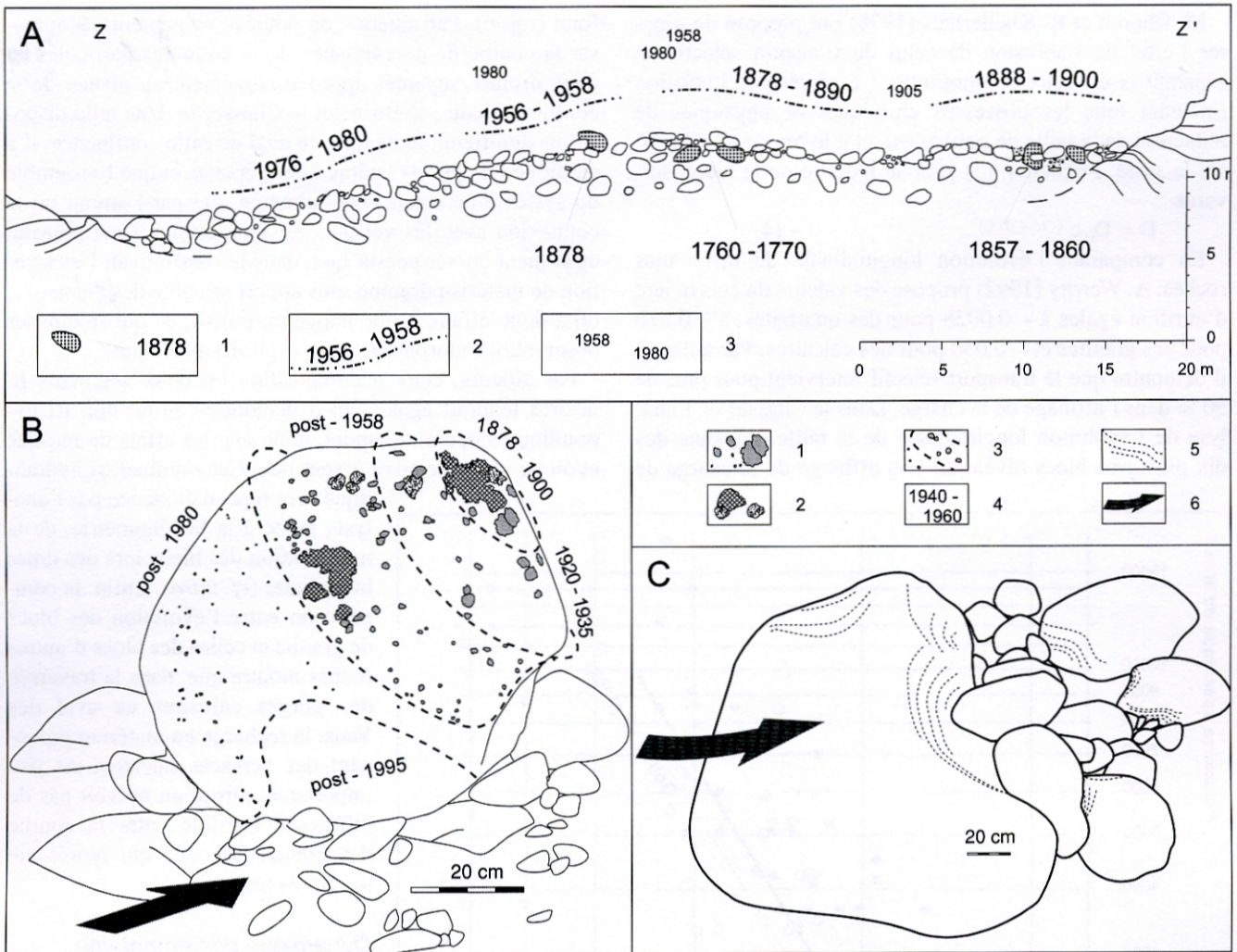


Fig. 8 – Analyse lichénométrique du banc caillouteux des Bals. A : Transect Z-Z' (fig. 4A) : datation du modelé de surface ; 1 : bloc immobile à l'Actuel et date de mise au jour ; 2 : date du dernier remaniement des unités alluviales ; 3 : date d'immobilisation du petit cailloutis. B : Mise en évidence et datation du déchaussement d'une particule par la lichénométrie. C : Façonnement fluviatile d'un bloc grossier et immobile ; 1 : *Rhizocarpon geographicum* ; 2 : *Parmelia* ; 3 : générations de thalles d'âge différent ; 4 : période de mise au jour des faces du bloc ; 5 : sens du courant ; 6 : formes de cavitation et de rainurage.

Fig. 8 – Lichenometric analysis of the boulder bar at Les Bals. A: Transect Z-Z' (fig. 4A) dating of superficial forms. 1: immobile particle and date of extraction; 2: date of stabilisation of alluvial units; 3: date of stabilisation of gravel material. B: age of particle loosening as indicated by lichenometric dating; C: fashioning of a coarse and immobile particle by fluvial processes. 1: *Rhizocarpon geographicum*; 2: *Parmelia*; 3: generations of thalli of different ages; 4: period of first exposure of block faces; 5: flow direction; 6: forms generated by cavitation and fluting.

pendant à une vingtaine d'années) qui indique une mobilisation lors de la crue de 1980, la plus forte de ce siècle, mais également l'absence de mobilisation lors de la crue de 1995 dont la récurrence serait de l'ordre de vingt ans ; un diamètre supérieur à 20 mm (âge supérieur à 50 ans) qui montre l'absence de mobilisation lors des crues de 1958 et de 1980 ; un diamètre supérieur à 30 mm (un siècle), spécialement dans la Borne, qui indique une mobilisation lors de la crue de 1890.

La taille des lichens sur les éléments non mobilisés lors de la crue de 1980 confirme que ces blocs n'ont pas été mobilisés par la crue moins importante de 1995. Ainsi, pour le calcul des puissances spécifiques de mise en mouvement, nous retiendrons le débit de la crue de 1980. De même, pour les éléments non mobilisés lors des crues de 1958 et de

1980, nous retiendrons, pour le calcul des puissances spécifiques de mise en mouvement, le débit de la crue de 1980 qui a été la plus importante des deux. L'absence de lichens sur les blocs mobilisés lors de la crue de 1995 résulte du délai nécessaire à leur colonisation par des lichens. En effet, lors de l'élaboration des courbes d'étalonnage des *Rhizocarpon* dans les Cévennes, nous avons estimé ce laps de temps de trois à cinq ans (Jacob *et al.*, 2002).

La droite qui, sur le graphique de la figure 7, représente la meilleure séparation entre les éléments mobilisés et les éléments stables (et qui correspond de ce fait à la courbe enveloppe des puissances critiques de mise en mouvement pour un diamètre donné), prend la forme suivante, après transformation des valeurs logarithmiques :

$$\omega_0 = 0,006 d_1^{1,864} \quad (5)$$

où ω_0 représente la puissance spécifique de mise en mouvement (exprimée en W/m^2) et d_i la taille des particules (exprimée en mm). Cette relation est relativement proche de celle mise en évidence dans un torrent corse, la Figarella (Gob *et al.*, 2003), mais s'écarte assez sensiblement des relations proposées par J.E. Costa (1983) et par G.P. Williams (1983) ; notons toutefois que ces derniers ont travaillé sur des éléments de plus petites dimensions.

La lichénométrie des bancs caillouteux, indicateur de leur évolution holocène

La relation (5) comme les relevés lichénométriques effectués sur les bancs caillouteux permettent d'interpréter l'évolution de ces derniers durant l'Holocène récent (fig. 8). Des observations de deux ordres tendent à montrer une certaine immunité des bancs vis-à-vis du remaniement (Jacob, 2003) (fig. 4D et 4E).

La datation lichénométrique des bourrelets caillouteux visibles à la surface du banc des Bals indique la progressive fixation de la partie sommitale à partir des années 1900-1905 comme l'incapacité des crues actuelles à remobiliser la charge sur la largeur entière du chenal. Ainsi les formes plaquées contre la rive convexe, dans la partie interne du banc, étaient encore remaniées dans les années 1895 mais ont été peu à peu perchées par rapport au chenal par l'enfoncement du lit vif (fig. 8A). Ce processus d'incision est attesté par une fixation graduelle des particules sur la marge du banc à partir des années 1950. Deux remarques vont encore dans ce sens : d'une part des particules mobilisées à la fin du XIX^e siècle sont restées immobiles en 1980 alors que, compte tenu de leur diamètre, les puissances spécifiques de cette dernière crue auraient permis leur remaniement. D'autre part, l'immunisation progressive des parties sommitales des bancs est corroborée par l'observation du petit cailloutis qui en voile la surface. Seules ces petites particules sont aujourd'hui déplacées sur le sommet du banc, autour de blocs grossiers désormais fixés et porteurs de lichens d'un diamètre supérieur à 32 mm. La présence de plusieurs générations de thalles, qui couronnent les blocs, permet de retracer les étapes de leur déchaussement progressif à partir des dernières décennies du XIX^e siècle (fig. 8B). Désormais, le transport est sélectif. Ces phénomènes correspondent à une réduction de l'abondance de la charge grossière depuis la fin du Petit Âge glaciaire, période de réactivation des processus détritiviques dans les bassins cévenols (Jacob, 2003).

L'examen attentif des particules conduit à formuler une deuxième hypothèse à propos de l'évolution à plus long terme de ces formes caillouteuses. Les bancs sont en effet armés par des particules très grossières entamées par des formes de cavitation, marmites et rainures, ce qui les signale comme stables à l'échelle pluri-séculaire (fig. 8C). La taille de ces blocs, dont le grand axe dépasse quatre mètres, interdit par ailleurs leur mobilisation sous les conditions actuelles, même celles des plus forts débits historiques connus si l'on se réfère à la relation (5) que nous avons proposée. Les mesures lichénométriques permettent alors de mettre en évidence un phénomène original d'évolution de ces bancs au cours des derniers siècles. En effet, la présence d'une

série de couronnes de thalles dont l'âge décroît du sommet à la base des blocs atteste là encore l'immobilité de telles particules. Mais la datation des thalles montre que la mise au jour de ces méga-blocs est ancienne, qu'elle se produit au moins dès 1760-1775, se poursuit après les années 1855-1865 puis 1895-1900. Le processus en jeu est ici le départ sélectif des particules mobilisables qui entourent de tels éléments, peu à peu mis en saillie et constituant alors un pavage. Il est ainsi intéressant de noter que cette sélection granulométrique *in situ* s'est perpétuée pendant une partie du Petit Âge glaciaire (fin XVIII^e – mi XIX^e), qui est ordinairement considéré comme une période d'aggradation (Bravard, 1989). Ceci autorise la formulation de deux hypothèses.

D'une part les bancs représentent un héritage très difficile à remobiliser car les plus fortes crues connues ne remanient pas l'ensemble du volume sédimentaire. Au contraire ce dernier s'abaisse lentement à l'Holocène par décapage autour de véritables éléments-pivots. D'autre part, comme le montrent les datations lichénométriques, le Petit Âge glaciaire acquiert un rôle morphogénique original car il reste marqué par l'expulsion et le remaniement de la surface des bancs. On peut avancer l'hypothèse que cette période de plus grande sévérité des conditions hydrauliques aura permis un déstockage dans des volumes sédimentaires périglaciaires, processus beaucoup plus difficile lors de la période actuelle, caractérisée par la réduction des flux hydriques et de la fréquence des écoulements exceptionnels.

Conclusion

Le Chassezac représente un cas original d'évolution d'un cours d'eau de région tempérée depuis la fin de la dernière période froide. Les caractères de la dynamique et des formes fluviales découlent de son appartenance à une région de moyenne montagne cristalline. La faiblesse du stock de matériaux périglaciaires apparaît ici comme une des clefs de l'évolution holocène des formes. Plusieurs facteurs concourent à cette pénurie à plusieurs échelles de temps. Au Quaternaire, l'absence d'englacement des vallées a permis que se maintiennent un talweg étroit et des méandres inféodés à la structure. De telles conditions de pentes longitudinales fortes et d'étranglement des gorges rendent compte de la modestie du stockage latéral. Aussi la charge de fond n'est-elle guère présente que dans la convexité des méandres où elle demeure hors de portée des écoulements ordinaires. En outre, ce stock n'a jamais été rechargé après le Tardiglaciaire en raison de l'atonie des processus de gélifraction sur des espaces sommitaux trop peu élevés.

L'évacuation des nappes alluviales est possible, si l'on considère les puissances spécifiques développées lors des grandes crues. Mais la limite de la mobilisation est atteinte quand les blocs sont volumineux : des éléments de 1,5 m d'axe intermédiaire sont stables depuis bientôt 120 ans ; les blocs les plus gros sont fixés à l'échelle pluri-séculaire et tendent à se comporter comme des portions de roche en place, soumise à l'usure et à l'abrasion. Les courbes d'affinage confirment ce tri sélectif : les gros blocs ne se

rencontrent qu'en amont, à faible distance des affleurements granitiques. Les formes alluviales, dans leur répartition comme dans leur dynamique, doivent donc être considérées comme des formes relictées. D'un point de vue typologique, on a affaire à un lit à blocs (Bravard et Petit, 1997), plus qu'à un lit caillouteux *stricto sensu*. Dans ces conditions, une période climatique tel que le Petit Âge glaciaire, tout au moins dans sa partie finale (XVIII^e et première moitié du XIX^e siècles), prend une place particulière car l'augmentation de la puissance et de la fréquence des crues a alors rendu possible un remaniement des bancs et a permis un déstockage des volumes sédimentaires hérités. Une interprétation similaire a été proposée par F. Gob *et al.* (2003) pour un torrent de Corse, la Figarella.

La relative pauvreté de la fourniture sédimentaire explique l'affleurement récurrent de portions de lit rocheux dans les gorges. Les indices disponibles laissent penser que, depuis l'Holocène inférieur, ce lit évolue davantage par retouches que sous l'effet d'une incision verticale puissante. On peut admettre avec E.E. Wohl (1992b) que les lits rocheux sont érodables, mais uniquement sous l'action d'événements hydrologiques extrêmes dont les effets demeurent très localisés, ce qui *in fine*, ne permet pas d'inverser la tendance liée à la pénurie sédimentaire. La grande stabilité des formes à l'Holocène est par ailleurs démontrée par la difficulté du déstockage alluvial.

Remerciements

Les auteurs remercient les relecteurs ainsi que J.-C. Thouret et J. Raffy pour les remarques qui ont permis d'améliorer cet article. Cette étude a bénéficié du soutien du « Programme Tournesol » dans le cadre des accords bilatéraux entre la Communauté française de Belgique (CGRI) et le Ministère français des Affaires étrangères. F. Gob bénéficie d'une bourse de doctorat octroyée par le FRIA.

Références

- Alexandre J. (1956)** — Les méandres de l'Ourthe supérieure. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 80, 75-90.
- Andrews E.D. (1983)** — Entrainment of gravel from naturally sorted riverbed material. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 1225-1231.
- Baker V.R. (1987)** — Palaeoflood hydrology and extraordinary flood events. *Journal of Hydrology*, 86, 79-99.
- Baulig H. (1928)** — *Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne, étude morphologique*. A. Colin, Paris, 591 p. et 11 pl. h.-t.
- Bravard J.-P. (1989)** — La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen Âge et à l'Époque Moderne. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 25, 145-157.
- Bravard J.-P., Petit F. (1997)** — *Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial*. A. Colin, Paris, 222 p.
- Church M., Khellerhals R. (1978)** — On the statistics of grain size variation along a gravel river. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15, 1151-1160.
- Costa J.E. (1983)** — Palaeohydraulic reconstruction of flashflood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 986-1004.
- Defive E. (1998)** — L'encaissement du réseau hydrographique dans le bassin de la Loire supérieure. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 1, 121-132.
- EDF – REH-MCI (1959)** — *Étude hydrologique du Chassezac*. Centre d'étude de Saint-Étienne, Service hydrologie, 6 p.
- Elmi S., Brouder P., Berger G., Gras H., Busnardo R., Bérard P., Vautrelle (1989)** — *Carte géologique de la France au 1/50 000, feuille Bessèges*. BRGM, Orléans, 1 carte + notice, 115 p.
- Ely L.L., Baker V.R. (1985)** — Reconstructing palaeoflood hydrology with slackwater deposits: Verde River, Arizona. *Physical Geography*, 6, 103-126.
- Gob F., Petit F., Bravard J.-P., Ozer A., Gob A. (2003)** — Lichenometric application to historical and subrecent dynamics and sediment transport of a Corsican stream (Figarella River, France). *Quaternary Science Reviews*, 22, 2111-2124.
- Gomez B., Rosser B.J., Peacock D.H., Hicks D.M., Palmer J.A. (2001)** — Downstream fining in rapidly aggrading gravel bed river. *Water Resources Research*, 37, 1813-1823.
- Graf W.L. (1979)** — Rapids in canyon rivers. *The Journal of Geology*, 87, 533-551.
- Graf W.L. (1980)** — The effect of dam closure on downstream rapids. *Water Resources Research*, 16, 129-136.
- Guilhot R. (1959)** — Note sur les crues de septembre-octobre 1958 dans le bassin du Chassezac. *Mémoires et Travaux de la Société Hydrotechnique de France*, 1, 60-65.
- Guillot P. (1959)** — Aspects hydrométéorologiques des crues cévenoles des 30 septembre et 4 octobre 1958. *Mémoires et Travaux de la Société Hydrotechnique de France*, 1, 50-59.
- Hoey T.B., Bluck B.J. (1999)** — Identifying the controls over downstream fining of river gravels. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 40-50.
- Hoey T.B., Ferguson R. (1994)** — Numerical stimulation of downstream fining by selective transport in gravel bed rivers: model development and illustration. *Water Resources Research*, 30, 2251-2260.
- Houbrechts G., Petit F. (2003)** — Utilisation des scories métallurgiques en dynamique fluviale : détermination de la compétence effective des rivières et estimation des vitesses de progression de leur charge de fond. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 3-12.
- Howard A.D., Dietrich W.E., Seidl M.A. (1994)** — Modelling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research*, 99, B7, 13971-13986.
- Innes J.L. (1985)** — Lichenometry. *Progress in Physical Geography*, 9, 187-254.
- Jacob N. (2003)** — *Les vallées en gorges de la Cévenne vivaraise : montagne de sable et château d'eau*. Thèse de doctorat en Géographie et Aménagement, université de Paris IV, 459 p.
- Jacob N., Gob F., Petit F., Bravard J.-P. (2002)** — Croissance du lichen *Rhizocarpon geographicum l.s.* sur le pourtour nord-occidental de la Méditerranée : observations en vue de l'application à l'étude des lits fluviaux rocheux et caillouteux. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 283-296.

- Knighton A.D. (1980)** — Longitudinal changes in size and sorting of stream bed material in four English rivers. *Geological Society of America Bulletin*, 31, 55-62.
- Knighton A.D. (1982)** — Longitudinal changes in the size and the shape of stream bed material: evidence of variable transport conditions. *Catena*, 9, 25-34.
- Knighton A.D. (1999)** — The gravel-sand transition in disturbed catchment. *Geomorphology*, 27, 325-341.
- Lageat Y., Goer de Herve A. (1991)** — La vitesse de l'érosion linéaire. Réflexions à propos du Massif central français. *Physio-Géo*, 21, 5-14.
- Lallement C. (1998)** — Formation et surveillance des crues sur le Chassezac, In L'eau au Pays des Vans. *Mémoire d'Ardèche et Temps Présent*, 60, 68-75.
- Pardé M., Beauregard J. de (1959)** — Quelques remarques sur les crues cévenoles de septembre et octobre 1958. *Mémoires et Travaux de la Société Hydrotechnique de France*, I, 38-49.
- Parker G., Klingeman P.C., McLean D.G. (1982)** — Bed load and size distribution in gravel bed streams. *ASCE Journal of Hydraulics Division*, 108, 544-571.
- Petit F., Perpinin G., Deroanne C. (2000)** — Détermination des puissances spécifiques critiques dans des rivières à charge de fond caillouteuse. *Revue géographique de l'Est*, 40, 59-65.
- Rice S. (1999)** — The nature and controls on downstream fining within sedimentary links. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 32-39.
- Schumm S.A., Mosley M.P., Weaver W.E. (1987)** — Valleys and channels in bedrock. In: Schumm S.A., Mosley M.P., Weaver W.E. (Eds.) *Experimental Fluvial Geomorphology*, 225-250.
- Service régional de l'aménagement des eaux (1989)** — *Étude du Chassezac*, SRAE Rhône-Alpes, Ministère de l'Agriculture, 39 p. + annexes.
- Seidl M.A., Dietrich W.E. (1992)** — The problem of channel erosion into bedrock. In: K.H. Schmidt et J. De Ploey (Eds.), *Fonctionnal geomorphology*, *Catena* supplement 23, 101-124.
- SOGREAH (1966)** — *Aménagement du bas-Chassezac, irrigation du secteur de Berrias*. Grenoble, rapport technique consultable à l'usine EDF de Pied-de-Borne, 10 p.
- Surian N. (2002)** — Downstream variation in grain size along an Alpine river: analysis of controls and processes. *Geomorphology*, 43, 137-149.
- Tricart J. (1958)** — Étude sur quelques cailloutis fluviaux actuels des Pyrénées orientales et du Massif central. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 2, 4, 278-304.
- Tricart J. (1977)** — *Précis de géomorphologie. Géomorphologie dynamique générale* (tome 2). Paris, SEDES, 345 p.
- Valadas B. (1984)** — *Les hautes terres du Massif central français, contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques*. Thèse de doctorat d'État, université Panthéon-Sorbonne (Paris 1), 2 vol., 927 p.
- Veyret Y. (1978)** — *Les modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif central français : problèmes de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne*. Thèse de doctorat d'État, université Panthéon-Sorbonne (Paris 1), 870 p.
- Weissel J.K., Seidl M.A. (1997)** — Influence of rock strength properties on escarpment retreat across passive continental margins. *Geology*, 25, 7, 631-634.
- Weissel J.K., Seidl M.A. (1998)** — Inland propagation of erosional escarpments and river profile evolution across the Southeast Australian passive continental margin. In Tinkler K.J. et Wohl E.E. (Eds.), *Rivers over rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*, Geophysical Monograph 107, 189-206.
- Werritty A. (1992)** — Downstream fining in gravel-bed river in southern Poland: lithologic controls and the role of abrasion. In Billi P., Hey R.D., Thorne C.R., Tacconi P. (Eds.), *Dynamics of Gravel-bed Rivers*, 333-350.
- Williams G.P. (1983)** — Paleohydrological methods and some example from Swedish fluvial environments: cobble and boulder deposits. *Geografiska Annaler* 65A, 227-243
- Wohl E.E. (1992a)** — Bedrock benches and boulder bars: floods in the Burdekin Gorge of Australia. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 770-778
- Wohl E.E. (1992b)** — Gradient irregularity in the Herbert Gorge of Northeastern Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, 69-84.
- Wolman M.G. (1954)** — A method of sampling coarse river bed material. *Transactions of the American Geophysical Union*, 35, 6, 952-956.

Article reçu le 3 janvier 2005, accepté le 18 novembre 2005.